第46卷 第10期
2023年10月

干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

Vol. 46 No. 10
Oct. 2023

宁夏苦水河流域地表水与地下水转化关系研究

吉卫波[1]， 赵银鑫[1]， 虎博文[1]， 杨丽虎[2]， 公 亮[1]， 马玉学[1]

（1. 宁夏回族自治区基础地质调查院，宁夏 银川 750021；
2. 中国科学院地理科学与资源研究所陆地水循环及地表过程重点实验室，北京 100101）

摘 要：在淡水资源短缺的苦咸水地区查明地表水与地下水转换关系，对于揭示区域水文循环机制，促进苦咸水资源的合理利用具有重要意义。以宁夏苦水河流域为研究对象，采用氢氧稳定同位素技术，结合野外调查、统计分析与水化学分析法，分析了地表水和地下水的水化学与氢氧稳定同位素时空分布特征，系统揭示了流域内地表水与地下水转化关系的时空变化规律。结果表明：(1) 苦水河流域地表水与上游、中游地下水的水化学类型均以SO_4·Cl−Na·Mg为主，地表水的水化学形成作用为蒸发浓缩。下游地下水的水化学类型转变为混合型，水化学形成作用转变为受岩石风化控制。(2) 大气降水对丰水期地表水与地下水的补给作用显著，对枯水期补给作用有限。流域上游、中游受气候、地形、水文地质条件控制，地表水与地下水转关系在不同时期不同河段表现出显著的差异性与复杂性。下游区域受引黄灌溉的影响作用明显。(3) 枯水期地表水与地下水水力联系密切的区域分布于中游、下游，水循环模式均为地下水补给地表水，补给比例分别为51.8%、57.8%。丰水期干流地表水与上、中游地下水水力联系微弱，下游地表水补给地下水，补给比例为38.8%，同时下游渠水对地表水有一定的补给作用，补给比例为29.8%。

关 键 词：苦咸水；氢氧稳定同位素；水化学；转化关系；苦水河流域

文章编号：1000－6060(2023)10－1612－10(1612～1621)

中国西北干旱、半干旱地区水资源匮乏，该区域水资源的主要特点为资源量少、分布不均衡、苦咸水分布广泛[1]。苦咸水是非常规水资源的重要组成部分，目前，对于苦咸水定义尚无统一，根据相关学者的研究成果[2]，在本研究中，将矿化度大于2 g·L^{-1}或硫酸盐大于350 mg·L^{-1}的水体定义为苦咸水。

近年来，非常规水资源的研究、开发与利用越来越受到学者的关注[3]。在苦咸水资源开发利用过程中，开展地表水与地下水的转化关系研究有助于掌握流域水文循环过程，为进一步因地制宜开展苦咸水资源的可持续开发利用提供科学依据[4-5]。地表水与地下水的转化是水文循环的一个重要过程，在此过程中受气候、不同水文地质单元的耦合、水化学作用及人类活动等因素的影响，水量、化学成分、温度、能量等随之发生变化，根据这些要素时空变化特征来反演水循环过程是研究地表水与地下水转化关系的主要思路[6-9]。水化学特征与氢氧稳定同位素是水文循环过程的天然标志物，利用氢氧稳定同位素与水化学相结合的方法已普遍应用于水循环演化等方面的研究[10]，如段丽洪等[11]选取阿尔泰山大气降水同位素监测数据，研究了该区域的水汽运移特征；赵明华[12]建立了黄土高原的大气降水曲线，分析了黄土高原地区水汽来源演化规律；Zheng等[13]基于水化学与氢氧稳定同位素方法，揭示了巢湖流域地表水的污染机制。目前，针对中国西北干旱、半干旱地区的地表水与地下水转化关系研究多集中诸如黑河流域[14]、巴音河[15]、博尔塔拉河[16]等淡水河流域，而针对苦咸水流域的研究尚不多见。

苦水河是宁夏黄河流域的第二大支流，也是宁夏苦咸水的主要分布区之一，前人对该区域的研究主要侧重于地表水的水文过程[17]、水质评价[18]及苦

收稿日期：2023-01-05； **修订日期：**2023-04-03
基金项目：宁夏回族自治区自然科学基金项目(2021AAC03443)资助
作者简介：吉卫波(1989-)，男，硕士研究生，主要从事水文地质、工程地质、环境地质等方面的研究. E-mail: 346233132@qq.com

咸水资源量的调查评价[4]等，而对地表水与地下水转化关系的研究还未有涉及。通过分析宁夏苦水河流域不同水体的水化学与氢氧稳定同位素的时空演化规律，探究该区域的水循环特征，为西北干旱半干旱区苦咸水资源的可持续开发利用提供科学依据。

1　研究区概况

苦水河发源自甘肃省环县甜水堡镇沙坡子沟沟脑，流经甘肃省环县和宁夏吴忠市、灵武市，流域总面积5447 km^2。本文以宁夏苦水河流域（106°03′09″~107°05′59″E，36°54′00″~38°03′57″N）为研究区，流域面积5171 km^2。宁夏苦水河流域属大陆性干旱半干旱气候，年均气温7.3~9.8 ℃，多年平均降水量188.8~264.6 mm，降水量在各时期分配不均，6—9月降水量占全年降水量的57%~61%，甜水河为其主要支流。在本次研究中，将泉子湾以南划分为上游，泉子湾至扁担沟镇划分为中游，扁担沟镇至入黄河口划分为下游。

宁夏苦水河流域地形复杂，地貌类型多样，总体呈南高北低、西高东低的地形特征。上、中游以苦水河为界，上游东部为侵蚀黄土丘陵，西部为洪积挤压型山间断陷平原，中游东部为干燥剥蚀台地，西部为侵蚀剥蚀红岩丘陵，下游为平坦开阔的冲湖积拉张型断陷平原。

流域内地下水类型可划分为第四系松散岩类孔隙水、碎屑岩类孔隙裂隙水、碳酸盐岩类裂隙溶洞水及基岩裂隙水4类。第四系松散岩类孔隙水主要分布于苦水河河谷平原、罗山东部及北部的冲洪积扇、下游冲湖积拉张型断陷平原；碎屑岩类孔隙裂隙水分布于下马关镇南部、中游西部的侵蚀红岩丘陵与干燥剥蚀台地，水质较差；碎屑岩类孔隙裂隙水上部往往发育第四系松散岩类孔隙水；基岩裂隙水主要分布于流域西南部的罗山地区；碳酸盐岩类裂隙溶洞水小面积分布于中南部的青龙山地区（图1）。

2　材料与方法

2.1　样品采集与测试

在苦水河干流及支流甜水河沿岸布设采样点，分别于枯水期（2022年1月）采集地下水样品21个、地表水样品14个，丰水期（同年6月）采集地下水样品21个、地表水样品18个。地下水采样点主要位于距离地表水采样点1 km内民井中，井深为10~20 m之间，主要为第四系松散岩类孔隙水。在采样前，先抽水3~5 min，用水样润洗采样瓶3~5遍，采集后用封口膜封闭，并置于4 ℃保温箱内保存。

水化学测试由国土资源部银川矿产资源监督监测中心实验室承担。溶解性总固体（TDS）使用重量法测定，K^+和Na^+使用火焰发射光谱法测定，Ca^{2+}和Mg^{2+}使用火焰原子吸收分光光度法测定，Cl^-、SO_4^{2-}使用离子色谱法测定，CO_3^{2-}、HCO_3^-使用滴定法测定。氢氧稳定同位素测试由中国科学院地理科学与资源研究所承担，测量仪器使用液态水同位素分析仪（Liquid water isotope analyzer，DLT−100），测试结果以相对于维也纳海洋水标准值的千分差的形式表示，测试精度为：δD<±1‰，$\delta^{18}O$<±0.1‰。

2.2　地表水与地下水转换比例计算方法

根据质量守恒定律[16]，对于由2种水体混合而成的水体，可使用氢氧稳定同位素（或其他性质稳定的水化学参数）来定量分析地表水与地下水之间的混合转化比例，公式为：

$$\delta_m = f \times \delta_1 + (1 - f) \times \delta_2 \tag{1}$$

式中：δ_m为混合水体的同位素值；δ_1为水体1同位素值；δ_2为水体2的同位素值；f为水体1在混合水中的比例，则$1-f$为水体2在混合水体中占比。由式（1）可推导出式（2），应用式（2）可计算出不同水体的混合比例。

$$f = \frac{\delta_m - \delta_2}{\delta_1 - \delta_2} \tag{2}$$

3　结果与分析

3.1　水化学特征

3.1.1　离子组成时空变化特征

苦水河流域内地表水阳离子浓度关系为Na^+>Mg^{2+}>Ca^{2+}>K^+，其中Na^+和Mg^{2+}为主要阳离子，阴离子浓度关系为SO_4^{2-}>Cl^->HCO_3^-，其中SO_4^{2-}与Cl^-为主要阴离子（表1）。流域内地下水的离子组成特征总体上与地表水保持一致。在不同河段内，地下水的离子组成表现出显著的径流分区特征，其中流域内上、中游地下水离子组成与地表水相同，下游Ca^{2+}与HCO_3^-浓度明显上升，地下水阳离子浓度关系转变为Na^+>Ca^{2+}>Mg^{2+}>K^+，阴离子浓度关系为HCO_3^->SO_4^{2-}>Cl^-。流域内水

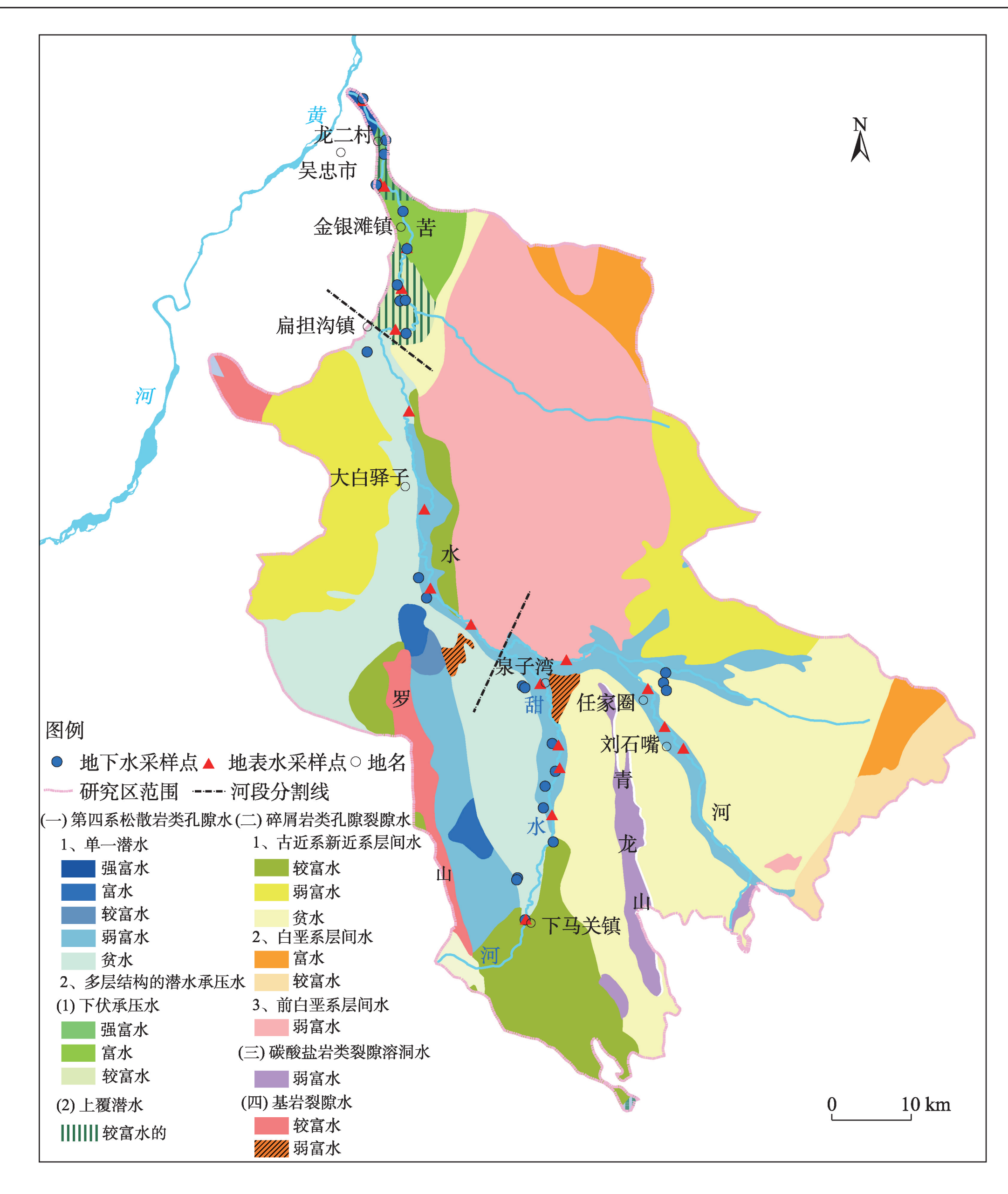


图1　研究区采样点分布

Fig. 1　Distribution of sampling points in study area

体pH值范围介于7.42~8.70，为弱碱性水。

流域内地表水的水化学类型以SO_4·Cl–Na·Mg为主，SO_4·Cl–Na次之，上、中游地下水水化学类型同地表水相同，表明上、中游的地表水与地下水存在相似的水化学形成过程或频繁的转化关系（图2）。下游地下水化学类型为混合型，水化学类型主要为HCO_3·SO_4–Na·Mg、SO_4·Cl–Na·Mg、SO_4·Cl–Na·Ca·Mg、HCO_3·SO_4·Cl–Na、HCO_3·SO_4–Na·Ca·Mg等类型，水化学类型的转变表明下游水循环模式、水岩作用的改变。由于流域内的上游、中游广泛分布古近系、新近系碎屑岩地层，径流通过该地层的地表水以及赋存于该类含水介质中的地下水，在水文循环过程中，溶滤作用导致碎屑岩中可溶性碳酸盐岩及石膏的不断溶解，叠加蒸发浓缩作用，使水体中的矿化度逐渐增大，最终导致了苦咸水的形成[19]。

3.1.2　溶解性总固体（TDS）时空变化特征　枯水期地表水TDS（7.54 $g·L^{-1}$）大于丰水期（6.11 $g·L^{-1}$），丰水期地下水TDS（3.91 $g·L^{-1}$）与枯水期（4.18 $g·L^{-1}$）差距较小，不同时期地表水TDS远大于地下水，不同水体在不同时期与不同径流区域的TDS的变化趋势差异性明显（图3）。枯水期干流上、中游地下水TDS呈先增大后减小再增大的趋势，其中中游地表

表1 不同时期地表水和地下水水化学参数特征

Tab. 1 Characteristics of hydrochemical parameters of surface water and groundwater in different periods

时期	类型	统计值	Ca^{2+} /mg·L^{-1}	Mg^{2+} /mg·L^{-1}	Na^{+} /mg·L^{-1}	K^{+} /mg·L^{-1}	Cl^{-} /mg·L^{-1}	SO_4^{2-} /mg·L^{-1}	HCO_3^{-} /mg·L^{-1}	TDS /mg·L^{-1}	pH	δD/‰	$\delta^{18}O$/‰
枯水期	地表水	最小值	112.20	187.40	930.00	3.93	645.10	1660.00	290.70	4.22	7.81	−73.98	−10.16
		最大值	448.30	683.50	2564.00	22.10	3611.00	3732.00	472.30	11.63	8.49	−56.88	−8.02
		平均值	233.96	391.00	1704.79	11.41	1805.09	2859.86	364.47	7.54	8.15	−66.16	−8.80
		标准差	87.42	144.34	549.99	5.47	943.70	781.55	52.85	2.46	0.18	4.05	0.54
	地下水	最小值	28.20	38.80	87.90	1.75	93.40	179.50	161.50	0.82	7.42	−75.27	−10.30
		最大值	415.50	751.60	3081.00	76.30	3286.00	5849.00	1227.00	14.23	8.35	−52.52	−7.49
		平均值	143.16	209.36	837.38	9.17	862.17	1391.23	432.43	3.91	7.81	−67.05	−9.18
		标准差	22.56	38.01	149.08	3.53	175.55	285.48	52.76	0.68	0.05	5.64	0.77
丰水期	地表水	最小值	85.50	75.00	300.00	3.70	306.30	512.00	84.20	1.56	8.10	−66.20	−9.16
		最大值	289.00	557.00	2078.00	25.80	2734.00	3828.00	364.90	8.73	8.70	−43.70	−4.35
		平均值	184.98	316.44	1412.94	12.04	1499.79	2369.56	238.24	6.11	8.36	−57.54	−7.30
		标准差	61.48	124.82	515.00	6.15	690.89	954.23	68.88	2.14	0.19	5.61	1.38
	地下水	最小值	18.10	16.70	89.00	2.06	94.20	148.00	160.40	0.83	7.62	−76.77	−11.00
		最大值	499.00	1107.00	4886.00	86.80	5814.00	8500.00	1193.00	21.05	8.21	−53.93	−7.60
		平均值	155.42	228.17	884.14	10.92	1002.80	1451.89	432.95	4.18	7.89	−65.89	−9.42
		标准差	27.65	52.79	223.57	4.05	278.10	398.32	49.55	0.97	0.04	6.22	0.88

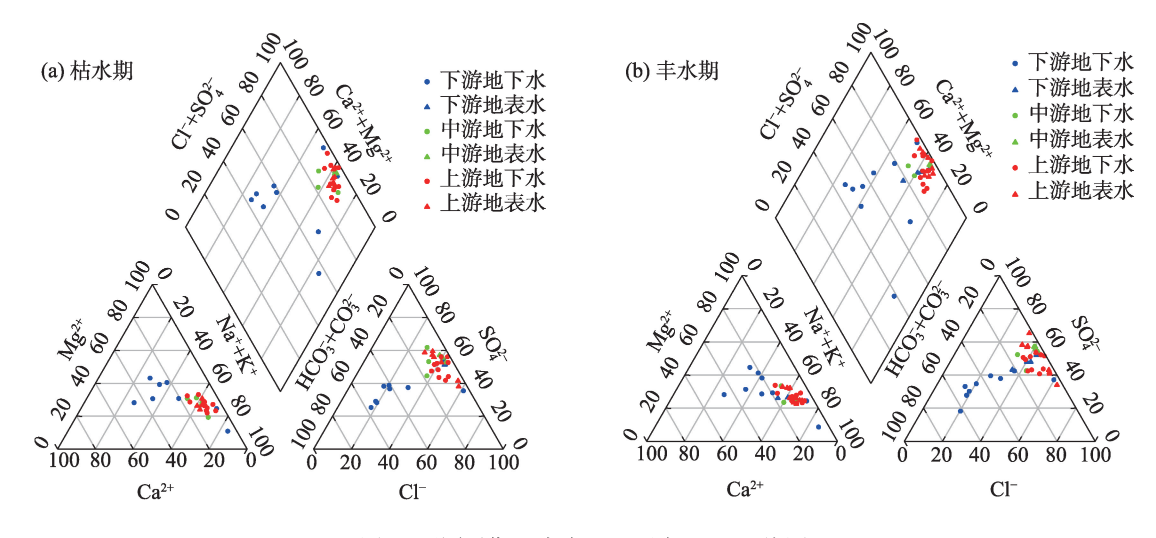


图2 不同时期地表水和地下水Piper三线图

Fig. 2 Piper diagram of surface water and groundwater in different periods

水TDS增大的原因是受较富水的古近系新近系碎屑岩类孔隙裂隙水侧向径流补给，以及河流不断溶滤碎屑岩层中碳酸盐岩、石膏的综合作用所致。地下水TDS在上、中游的变化趋势与地表水基本相同，说明上、中游地表水与地下水存在明显的补排关系。干流下游地表水与地下水TDS均呈缓慢减小趋势，地下水TDS在减小过程中局部有波动，野外调查过程中发现波动点为畜牧业用水点，开采量较大且持续时间长，在抽水过程中形成了局部的降落漏斗，从而引起地表水下渗地下水，造成地下水TDS显著升高的现象[19]。

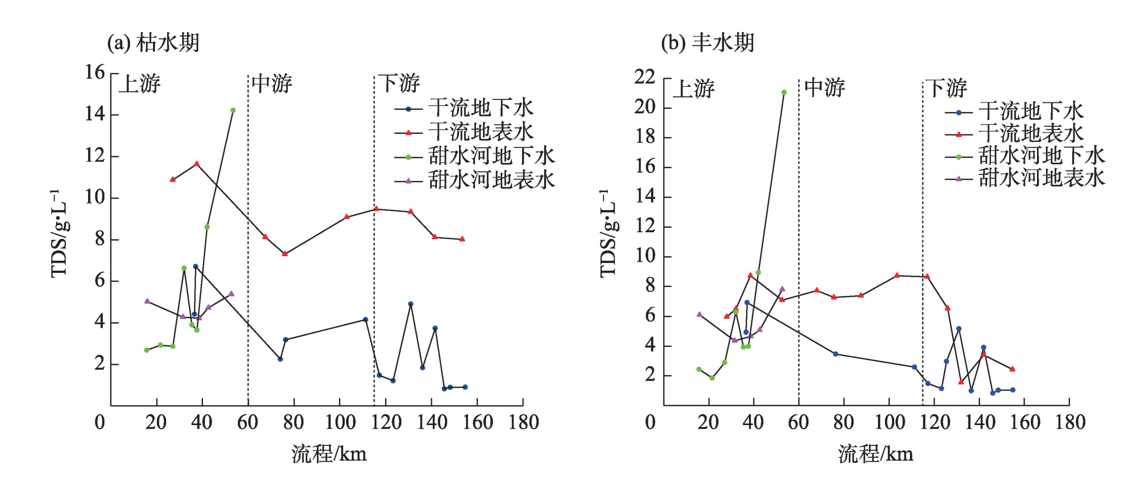
丰水期地表水TDS较枯水期有明显下降，说明大气降水是丰水期地表水的主要补给源之一，中游地表水呈缓慢增加的趋势，而地下水同地表水的变化趋势均呈缓慢减小的趋势，表明中游地表水和地下水的水力联系微弱，对比不同时期下游水体的TDS变化趋势发现，丰水期下游地表水TDS下降速度明显大于枯水期。甜水河支流在不同时期地表

水TDS均呈先缓慢减小后逐渐增大的趋势，地下水的变化趋势呈波动增大趋势，表明甜水河以地下水补给地表水为主。

3.2 水化学控制因素

如图4所示，地表水 $Na^+/(Na^++Ca^{2+})$值主要位于0.7~1.0之间，主要处于蒸发浓缩范围内，$Cl^-/(Cl^-+HCO_3^-)$值主要位于0.6~1.0之间，整体位于蒸发浓缩作用下，少部分位置向岩石风化作用控制区域移动，表明地表水中的离子形成作用在不同时期均以蒸发浓缩作用为主，伴随着轻微的岩石风化作用。

上、中游地下水 $Na^+/(Na^++Ca^{2+})$值均主要集中于0.8~1.0之间，$Cl^-/(Cl^-+HCO_3^-)$值为0.5~1.0，表明上、中游地下水的水化学形成作用均受蒸发浓缩作用影响，上游地下水与地表水的化学形成作用在丰水期与枯水期相一致，说明两者可能存在密切的转化关系。下游地下水的水化学形成作用同地表水相比，水化学控制作用由蒸发浓缩作用向岩石风化作用移动明显，$Na^+/(Na^++Ca^{2+})$值多位于0.4~0.7之间，阳离子依然主要受蒸发浓缩作用控制，$Cl^-/(Cl^-+HCO_3^-)$值多集中于0.1~0.3之间，阴离子的水化学形



注：TDS为溶解性总固体。下同。

图3 不同时期地表水与地下水TDS沿流程变化趋势

Fig. 3 TDS variation trend of surface water and groundwater in different periods

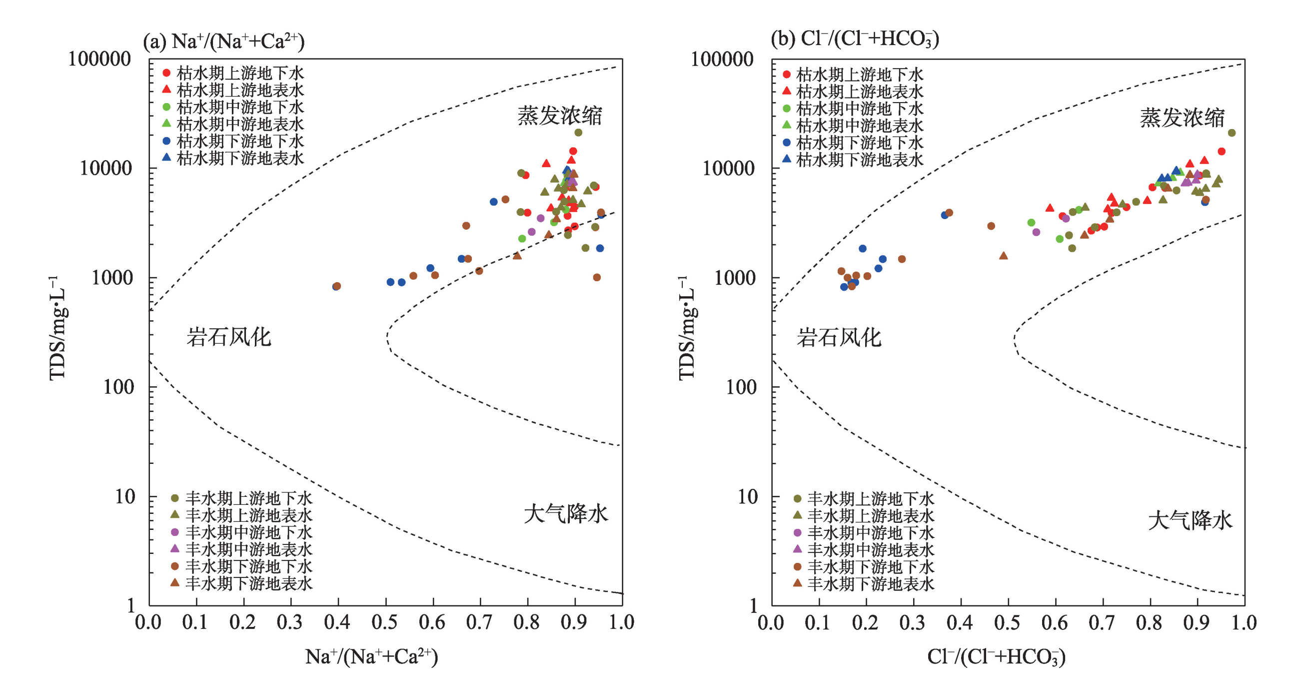


图4 不同时期地表水和地下水Gibbs图

Fig. 4 Gibbs diagram of surface water and groundwater in different periods

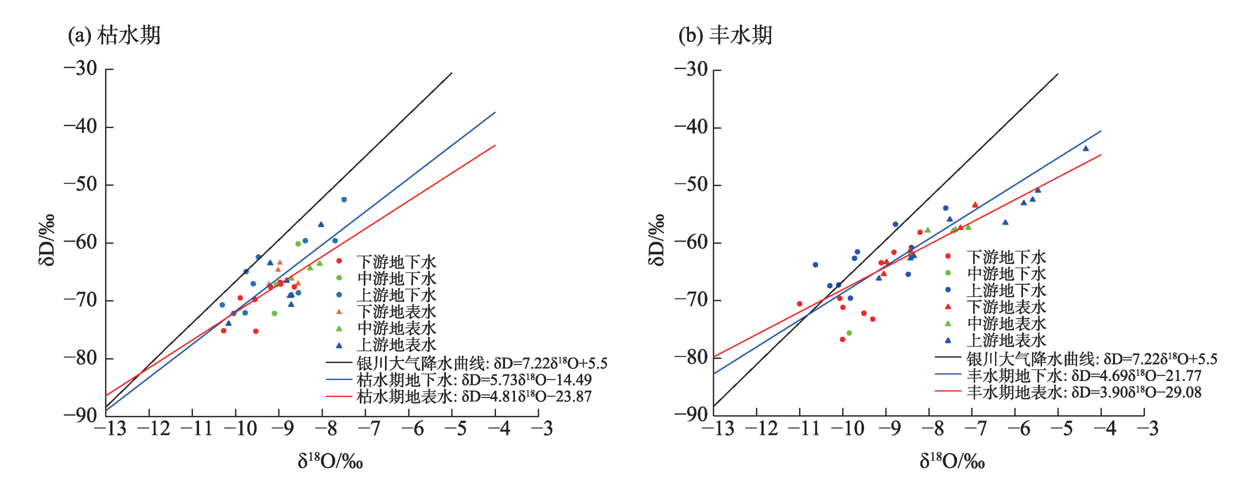


图5 不同时期地表水和地下水δD、δ^{18}O关系

Fig. 5 Relationship between δD and δ^{18}O of surface water and groundwater in different periods

成作用已完全转变为受岩石风化作用控制，少数样点的投影位置位于控制虚线外，可能是受人类活动影响所致。

3.3 同位素特征

如表1所示，研究区枯水期地表水δD值的范围为−73.98‰~−56.88‰，均值为−66.16‰，δ^{18}O值范围区间为−10.16‰~−8.02‰，均值为−8.80‰。丰水期地表水的δD值的范围为−66.20‰~−43.70‰，均值为−57.54‰，δ^{18}O值的范围为−9.16‰~−4.35‰，均值为−7.30‰。与丰水期相比，枯水期的δD、δ^{18}O均呈现贫化现象，主要原因为温度越低，同位素分馏作用更加显著[20-21]。枯水期地下水δD值的范围为−75.27‰~−52.52‰，均值为−67.05‰，δ^{18}O值的范围为−10.30‰~−7.49‰，均值为−9.18‰。丰水期地下水δD值的范围为−76.77‰~−53.93‰，均值为−65.89‰，δ^{18}O值的范围为−11.00‰~−7.60‰，均值为−9.42‰。枯水期地表水与地下水的δD、δ^{18}O值比较接近，主要原因为枯水期大气降水稀少，地下水与地表水的两水转化是流域内主要水文循环方式。丰水期地下水δD、δ^{18}O比地表水贫化明显，表明丰水期的地下水可能受多种水源的混合补给作用。

研究区的大气降水曲线由国际原子能机构银川站(距研究区50 km)1988—2000年月均降水同位素数据取得，大气降水方程为δD=7.21δ^{18}O+5.5(R^2=0.96)[22]。枯水期地下水与地表水样点主要位于大气降水曲线下方，地表水和地下水同位素拟合曲线斜率分别为4.81、5.73，均小于大气降水曲线斜率(7.22)，说明地表水与地下水受到大气降水的补给作用有限，不同径流区均受到不同程度蒸发作用的影响(图5a)。上游干流的地表水与地下水点分布离散，说明上游地表水与地下水水力联系微弱，中、下游的部分地表水点与地下水点分布均比较集中，说明中、下游地表水与地下水水力联系密切。

丰水期地表水与地下水同位素拟合曲线斜率分别为3.90、4.69，均小于枯水期地表水与地下水拟合曲线斜率。丰水期地下水主要位于大气降水曲线的两侧，而地表水自下游至上游呈远离大气降水曲线的分布规律，且不同径流区远离程度不同，表明地表水由下游至上游受蒸发作用逐渐增强(图5b)。上、中游干流地表水与地下水分布离散，表明两者不存在明显的转化关系，而上游甜水河支流的地表水与地下水分布较为集中，表明两者水力联系较强。下游部分地下水样点的δD、δ^{18}O贫化明显，主要原因为受下游富水性较强的第四系松散岩类孔隙水、引黄灌溉水及灌渠渗漏水等补给作用所致。

4 讨 论

由于δ^{18}O作为一种稳定示踪剂在研究水体补给来源、排泄机制等方面的优势[23]，故通过δ^{18}O的沿程变化规律结合水化学与水文地质条件来研究地表水与地下水的转化关系。

枯水期上游干流地下水样点G1、G2的δ^{18}O(分别为−8.38‰、−7.49‰)比地表水R1、R2(分别为−8.74‰、−8.71‰)的富集，冬季上游河水径流量锐减，河面结冰明显，只有局部区域有河水露出，但是流量较小，枯水期降水稀少，说明地表水来自于

两侧贫水的碎屑岩类孔隙裂隙水侧向径流补给，且补给量非常有限。中游干流地表水样点R3~R5的$\delta^{18}O$（平均值-8.35‰）与地下水样点G3、G5的$\delta^{18}O$（平均值-8.90‰）接近，且地表水与地下水的TDS变化趋势基本相同，地表水$\delta^{18}O$呈逐渐贫化趋势，说明中游地表水受地下水的补给作用，补给比例为51.8%。在宁夏苦水河流域下游的黄河冲湖积平原，地表水$\delta^{18}O$由R6的-8.97‰缓慢贫化至R9的-9.22‰，局部点位有富集现象，可能为人类活动所致。地下水的$\delta^{18}O$从G6（-9.10‰）至金银滩镇北部的G10（-10.27‰）贫化现象明显，说明流域内地下水可能受到来自流域外围银川平原较贫化$\delta^{18}O$同位素的混合作用，由于本研究中并未采集流域外围银川平原地下水水样，所以枯水期银川平原地下水$\delta^{18}O$数据引自范广群[22]的研究，银川平原枯水期地下水$\delta^{18}O$的平均值为-10.04‰，表明下游扁担沟镇至金银滩镇北部一带，地下水受银川平原第四系松散岩类孔隙水的侧向径流补给作用。金银滩北部地下水样点G10至河流入黄口G13的$\delta^{18}O$由-10.27‰变为-9.18‰，由于该区域邻近城镇区，同位素的变化可能受工业废水、生活污水排入等人类活动有关，而该区域地表水和地下水的TDS变化趋势基本相同，综合推断下游水循环模式为地下水补给地表水，补给比例57.8%。甜水河支流地表水$\delta^{18}O$呈逐渐富集的趋势，表明枯水期地表水受蒸发作用导致同位素的富集，而地下水重同位素呈波动变化趋势，表明两者之间的水力联系微弱（图6a）。

丰水期上游干流地表水样点R1至R4的$\delta^{18}O$变化区间为-6.22‰~-5.47‰，呈逐渐富集趋势，上游地下水的$\delta^{18}O$值区间为-8.40‰~-7.60‰，两者的$\delta^{18}O$值差距较大，表明上游地表水同位素的富集受蒸发分馏作用控制，地表水与地下水的水力联系微弱。干流上游地表水的$\delta^{18}O$（R4为-5.47‰）至中游（R5为-7.44‰）急剧贫化，主要原因为受甜水河支流（$\delta^{18}O$值平均为-7.56‰）的汇入混合导致，之后随流程增长持续受蒸发作用影响导致$\delta^{18}O$呈缓慢富集的趋势，变化趋势同TDS变化趋势相一致。而中游地下水的$\delta^{18}O$与地表水的变化趋势相反，地下水的$\delta^{18}O$由-8.42‰（G3）贫化至-9.85‰（G4），主要原因为中游地下水受西部碎屑岩类孔隙裂隙水的侧向径流补给作用，与地表水、地下水TDS变化趋势完全相同，表明中游地表水与地下水无明显的转化关系。下游地表水$\delta^{18}O$贫化趋势明显，下游地形平缓，蒸发作用增强，假设地下水补给地表水，则由于下游地下水径流缓慢，补给速率较慢，而此时$\delta^{18}O$却呈急速贫化的趋势，证明地表水是受到同位素更加贫化水体的补给作用。苦水河下游位于银川平原引黄灌区南部，河道与多条排水渠相接，在丰水期受到来自渠水汇入补给作用。由于本次研究并未采集渠水样品，故渠水的同位素数据引自范广群[22]的研究，银川平原夏季渠水的$\delta^{18}O$平均值为-9.80‰、下游渠水补给比例为29.8%，下游扁担沟镇至金银滩镇北部一带地下水G5至G10样点的$\delta^{18}O$平均值为-9.98‰，银川平原夏季地下水的$\delta^{18}O$平均值为-10.45‰，说明两者存在密切的水力联系。下游地下水$\delta^{18}O$在扁担沟镇至金银滩北部呈缓慢贫化趋势，而枯水期在同一区域地下水$\delta^{18}O$呈急剧贫化的趋势，主要原因为受下游地表水渗漏补给地下水作用，补给比例为38.8%。丰水期甜水河地表水$\delta^{18}O$呈显著减小趋势，地下水$\delta^{18}O$明显较地表水贫化，表明地表水受地下水补给作用明显（图6b）。

关于苦咸水的研究主要聚焦于苦咸水的形成机制[24]与分布特征[4]，而由于苦咸水流域多分布于中国西北干旱、半干旱的生态环境脆弱区，需要引起注意的是在开发利用苦咸水资源过程中如何兼顾对当地原生水环境的保护问题。本次研究基于宁夏苦水河流域地质背景、水文地质条件及采样数据，分区段、分时段探讨了苦水河流域地表水与地下水的补排关系与补给量，反映了苦水河流域水循环机制的复杂性与易受人类活动影响的特点，进一步说明了在苦咸水流域不同水循环条件区内采取科学开发方式以达到生态环境保护与水资源有效利用的重要性。由于研究区地质背景复杂，苦水河流域的水循环机制在局部区域尚未明晰，还存在着许多不足有待进一步完善，主要有以下3个方面：(1) 本研究中大气降水曲线使用的是国际原子能机构银川站的大气降水同位素数据，数据资料陈旧，受气候影响降水氢氧稳定同位素具有明显的时空分异特征。近年来在全球气候变暖的大背景下，干旱区大气降水氢氧稳定同位素亦随之变化，为保证研究区大气降水曲线的准确性，需要在研究区分河段收集长时间序列的降水同位素数据。(2) 本研究中仅用一个年份的采样数据来反映整个流域丰水期与枯水期的水化学与氢氧稳定同位素的特征，数

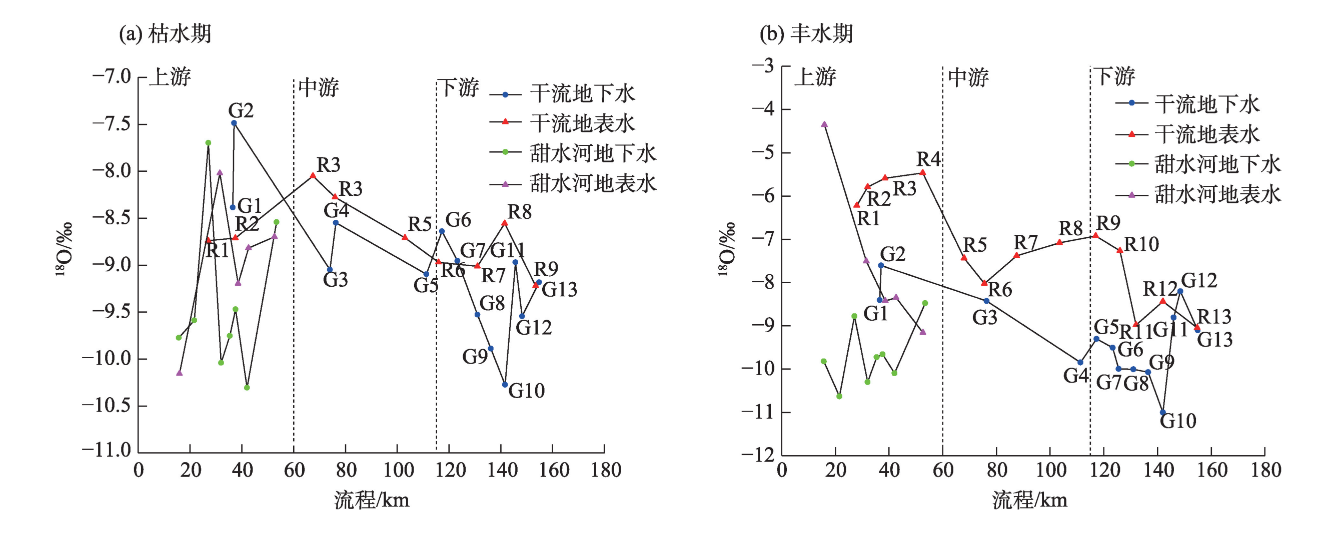


图6 不同时期地表水与地下水δ18O沿程变化趋势

Fig. 6 Trend of δ18O in surface and groundwater in different periods

据的代表性与稳定性略显不足，后期需通过采集多个年份的样品数据来增强数据的可靠性，以提升成果的可信度。(3) 在下游河段人类活动密集区，水体的水化学与氢氧稳定同位素组成特征与沿程变化呈明显不规律变化，表现出人类活动对于区域水循环模式的改变，未来需要对人类活动的影响方式、活动强度等做进一步的分析研究。

5 结论

(1) 苦水河流域地表水的水化学类型主要为SO_4·Cl-Na·Mg型，少数为SO_4·Cl-Na，上、中游地下水水化学类型同地表水基本相同，下游地下水的水化学类型变为混合型；上、中游地表水与地下水的水化学形成作用为蒸发作用，下游地下水水化学形成作用受岩石风化控制；地表水与地下水的TDS沿程变化规律在不同时期和径流区内的差异性显著。

(2) 苦水河流域地表水、地下水δD、δ18O组成特征在不同时期、不同径流区的差异性明显。枯水期地表水与地下水受温度效应影响δD、δ18O比丰水期贫化明显，丰水期受大气降水补给与蒸发作用均强于枯水期。下游地下水受黄河冲积平原地下水、引黄灌溉水的补给强烈，导致δD、δ18O的明显贫化。

(3) 受气候、水文地质条件、地形、人类活动等因素影响，苦水河流域的地表水与地下水转化关系表现出显著的时空变化特征。枯水期上游地表水受地下水补给，补给量非常有限，中游、下游均为地表水补给地下水，补给比例分别为51.8%、57.8%。丰水期上游、中游地表水与地下水无明显转化关系，下游地表水受到来自渠水的汇入补给，补给比例为29.8%，下游地下水受到一定比例(38.8%)的地表水补给。

参考文献(References)

[1] 陈文, 郑自宽, 谢军健, 等. 我国非常规水源苦咸水资源及其分布特征研究[J]. 水文, 2021, 41(5): 1-6. [Chen Wen, Zheng Zikuan, Xie Junjian, et al. Study on the unconventional water sources: Bitter-salty water resources and its distribution characteristics in China[J]. Journal of China Hydrology, 2021, 41(5): 1-6.]

[2] 吴琼, 梁伊, 高凡, 等. 新疆阿拉尔市苦咸水水化学特征、分布及成因分析[J]. 环境化学, 2021, 40(3): 737-745. [Wu Qiong, Liang Yi, Gao Fan, et al. Analysis of chemical characteristics, distribution and cause of formation of brackish water in Alar City, Xinjiang [J]. Environment Chemistry, 2021, 40(3): 737-745.]

[3] 马涛, 刘九夫, 彭安帮, 等. 中国非常规水资源开发利用进展[J]. 水科学进展, 2020, 31(6): 969-978. [Ma Tao, Liu Jiufu, Peng Anbang, et al. Progress in development and utilization of non-conventional water resources in China[J]. Advances in Water Science, 2020, 31(6): 969-978.]

[4] 俄有浩, 严平, 李文赞, 等. 中国内陆干旱、半干旱区苦咸水分布特征[J]. 中国沙漠, 2014, 34(2): 565-573. [E Youhao, Yan Ping, Li Wenzan, et al. Characteristics and distribution of brackish water in arid and semi-arid interior of China[J]. Journal of Desert Research, 2014, 34(2): 565-573.]

[5] 朱金峰, 刘悦忆, 章树安, 等. 地表水与地下水相互作用研究进展[J]. 中国环境科学, 2017, 37(8): 3002-3010. [Zhu Jinfeng, Liu Yueyi, Zhang Shu'an, et al. Review on the research of surface water and groundwater interactions[J]. China Environment Science, 2017, 37(8): 3002-3010.]

[6] Rozemeijer J, Klein J, Hendriks D, et al. Groundwater-surface water relations in regulated lowland catchments; hydrological and hydrochemical effects of a major change in surface water level management[J]. Science of the Total Environment, 2019, 660(10): 1317-1326.

[7] 胡兴林, 肖洪浪, 蓝永超, 等. 黑河中上游段河道渗漏量计算方法的试验研究[J]. 冰川冻土, 2012, 34(2): 460-468. [Hu Xinglin, Xiao Honglang, Lan Yongchao, et al. Experiment study of calculating method of river seepage in middle and upper reaches of the Heihe River[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2012, 34(2): 460-468.]

[8] 杨海娇, 魏加华, 任倩慧, 等. 柴达木盆地典型流域地表水-地下水转化关系及水化学特征[J]. 干旱区研究, 2022, 39(5): 1543-1554. [Yang Haijiao, Wei Jiahua, Ren Qianhui, et al. Interaction between surface water and ground water and hydrochemical characteristics in the typical watersheds of the Qaidam Basin[J]. Arid Zone Research, 2022, 39(5): 1543-1554.]

[9] Kebede S, Travi Y, Alemayehu T, et al. Groundwater recharge, ciculation and geochemical evolution in the source region of the Blue Nile River, Ethiopia[J]. Applied Geochemistry, 2005, 20(9): 1658-1676.

[10] 张应华, 仵彦卿, 温小虎, 等. 环境同位素在水循环研究中的应用[J]. 水科学进展, 2006, 17(5): 738-747. [Zhang Yinghua, Wu Yanqing, Wen Xiaohu, et al. Application of environmental isotopes in water cycle[J]. Advances in Water Science, 2006, 17(5): 738-747.]

[11] 段丽洪, 王圣杰, 张明军, 等. 阿尔泰山降水氢氧同位素及水汽来源分析[J]. 干旱区地理, 2022, 45(4): 1042-1049. [Duan Lihong, Wang Shengjie, Zhang Mingjun, et al. Stable hydrogen and oxygen isotopes in precipitation and water vapor source in the Altay Mountains[J]. Arid Land Geography, 2022, 45(4): 1042-1049.]

[12] 赵明华. 黄土高原降水稳定同位素空间分布及水汽来源分析[D]. 西安: 西北农林科技大学, 2020. [Zhao Minghua. Spatial distribution of stable isotopes of precipitation and analysis of water vapor sources in the Loess Plateau[D]. Xi'an: Northwest A & F University, 2020.]

[13] Zheng L L, Jiang C L, Chen X, et al. Combining hydrochemistry and hydrogen and oxygen stable isotopes to reveal the influence of human activities on surface water quality in Chaohu Lake Basin[J]. Journal of Environmental Management, 2022, 312: 114933, doi: 10.1016/j.jenvman.2022.114933.

[14] 祁晓凡, 李文鹏, 崔虎群, 等. 黑河流域中游盆地地表水与地下水转化机制研究[J]. 水文地质工程地质, 2022, 49(3): 29-43. [Qi Xiaofan, Li Wenpeng, Cui Huqun, et al. Study on the conversion mechanism of surface water and groundwater in the middle reaches of the Heihe River Basin[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2022, 49(3): 29-43.]

[15] 文广超, 王文科, 段磊, 等. 基于水化学和稳定同位素定量评价巴音河流域地表水与地下水转化关系[J]. 干旱区地理, 2018, 41(4): 734-743. [Wen Guangchao, Wang Wenke, Duan Lei, et al. Quantitatively evaluating exchanging relationship between river water and groundwater in Bayin River Basin of northwest China using hydrochemistry and stable isotope[J]. Arid Land Geography, 2018, 41(4): 734-743.]

[16] 雷米, 周金龙, 张杰, 等. 新疆博尔塔拉河流域平原区地表水与地下水水化学特征及转化关系[J]. 环境科学, 2022, 43(4): 1873-1884. [Lei Mi, Zhou Jinlong, Zhang Jie, et al. Hydrochemical characteristics and transformation relationship of surface water and groundwater in the plain area of Bortala River Basin, Xinjiang[J]. Environmental Science, 2022, 43(4): 1873-1884.]

[17] 张春辉. 基于SWAT模型的苦水河流域水文过程模拟[D]. 银川: 宁夏大学, 2018. [Zhang Chuihui. The hydrological process simulation of Kushui River Basin based on the SWAT model[D]. Yinchuan: Ningxia University, 2018.]

[18] 李小妹, 严平, 郭金蕊, 等. 宁夏东南部清水河、苦水河流域苦咸水水质综合评价[J]. 干旱区资源与环境, 2014, 28(2): 136-142. [Li Xiaomei, Yan Ping, Guo Jinrui, et al. Comprehensive evaluation of the brackish water quality in the Qingshui River and Kushui River Basin, southeast Ningxia[J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 2014, 28(2): 136-142.]

[19] 王旭虎, 徐先英, 柴成武, 等. 民勤绿洲苦咸水空间分布及成因分析[J]. 干旱区研究, 2014, 31(2): 193-200. [Wang Xuhu, Xu Xianying, Chai Chengwu, et al. Spatial distribution of brackish groundwater and its formation causes in the Minqin Oasis in lower reaches of the Shiyang River[J]. Arid Zone Research, 2014, 31(2): 193-200.]

[20] 谷洪彪, 迟宝明, 王贺, 等. 柳江盆地地表水与地下水转化关系的氢氧稳定同位素和水化学证据[J]. 地球科学进展, 2017, 32(8): 789-799. [Gu Hongbiao, Chi Baoming, Wang He, et al. Relationship between surface water and groundwater in the Liujiang Basin: Hydrochemical constrains[J]. Advances in Earth Science, 2017, 32(8): 789-799.]

[21] 沈贝贝, 吴敬禄, 吉力力·阿不都外力, 等. 巴尔喀什湖流域水化学和同位素空间分布及环境特征[J]. 环境科学, 2020, 41(1): 173-182. [Shen Beibei, Wu Jinglu, Abuduwail Jilili, et al. Hydrochemical and isotopic characteristics of the Lake Balkhash Catchment Kazakhstan[J]. Environmental Science, 2020, 41(1): 173-182.]

[22] 范广群. 银川平原水体氢氧同位素及水化学特征研究[D]. 兰州: 兰州大学, 2018. [Fan Guangqun. The study of hydrogen and oxygen isotopic and hydrochemical characteristics of water in Yinchuan Plain[D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2018.]

[23] 顾显祖. 同位素水文学[M]. 北京: 科学出版社, 2011: 124-127. [Gu Xianzu. Isotope hydrology[M]. Beijing: Science Press, 2011: 124-127.]

[24] Liu Z H, Tan H B, Brusseau M L. Significance of isotopic and geochemical methods to determine the evolution of inland brackish and bitter water: An example from the Zuli River in the upper reaches of the Yellow River, China[J]. Hydrological Processes, 2021, 35(1): e14020, doi: 10.1002/HYP.14024.

Transformation relationship between surface water and groundwater in Kushui River Basin of Ningxia

JI Weibo[1], ZHAO Yinxin[1], HU Bowen[1], YANG Lihu[2], GONG Liang[1], MA Yuxue[1]

(1. Ningxia Fundamental Geological Survey Institute, Yinchuan 750021, Ningxia, China;
2. Key Laboratory of Water Cycle and Related Land Surface Processes, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China)

Abstract: Brackish water is widely distributed in the arid and semiarid areas of northwest China. Understanding the relationship between surface water and groundwater transformation in brackish water areas is significant for promoting the rational development of brackish water resources. Taking the Kushui River Basin in Ningxia, China as the research object, this study analyzes the spatial and temporal distribution characteristics of hydrochemistry and hydrogen-oxygen stable isotopes of surface water and groundwater using hydrogen-oxygen stable isotope technology combined with field investigation, statistical analysis, and hydrochemical analysis. The spatial and temporal variations in the conversion relationship between surface water and groundwater in the basin were systematically revealed. The following results were observed: (1) SO_4·Cl-Na·Mg is the main hydrochemical type of surface water and upstream and midstream groundwater in the Kushui River Basin. The hydrochemical formation of surface water was evaporation concentration, and the hydrochemical type of downstream groundwater was transformed into a mixed type, which was controlled by rock weathering. (2) Atmospheric precipitation has a significant recharge effect on surface water and groundwater in the wet season and has a limited recharge effect in the dry season. Climate, topography, and hydrogeological conditions controlled the upper and middle reaches of the river basin, and the relationship between surface water and groundwater showed significant differences and complexity in different river reaches and periods. The irrigation of the Yellow River obviously affected the downstream. (3) In the dry season, the areas with close hydraulic connection between surface water and groundwater are distributed in the middle and lower reaches. The water cycle mode was referred to as groundwater recharge surface water, with recharge ratios of 51.8% and 57.8%, respectively. In the wet season, the hydraulic connection between the surface water of the mainstream and the groundwater in the upper and middle reaches is weak. The downstream surface water supplied the groundwater, with a recharge ratio of 38.8%. At the same time, the downstream canal water supplied the surface water to a certain extent, with a recharge ratio of 29.8%.

Key words: brackish water; hydrogen-oxygen stable isotope; water chemistry; transforming relationship; Kushui River Basin